ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2017, № 2, с. 1–14

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ПОЧВОПОДОБНЫЕ ТЕЛА НА МАРСЕ

© 2017 г. В. О. Таргульян, Н. С. Мергелов*, С. В. Горячкин

Институт географии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29

**e-mail: mergelov@igras.ru*

Поступила в редакцию 22.04.2016 г.

Почв в строго научном смысле слова на Марсе нет и, по-видимому, никогда не было, так как до сих пор не обнаружены признаки жизни – ни современной, ни древней. Многочисленные упоминания в научной литературе “марсианских почв” относятся не к докучаевским почвам, а к рыхлым субстратам. В связи с этим к поверхностным образованиям Марса более применима концепция планетарных оболочек – экзонов. Все экзоны разделены на ситоны, сформированные трансформацией материнской породы *in situ*, трансоны, возникшие при латеральном передвижнии и осаждении веществ, и трансситоны, образовавшиеся в результате сочетания инситных и латеральных процессов. Среди экзонов Марса преобладают трансоны – рыхлые толщи, прежде всего, эолового генезиса, связанного с экстремальными ветрами. К почвоподобным телам (солоидам) Марса относятся ситоны и трансситоны – они являются абиотично-экстремальными образованиями и обладают профильной дифференциацией по оксидам железа, легкорастворимым солям и глинистым минералам, сформированной преимущественно при наличии жидкой воды в палеогумидные (>2.5/3.0 млрд л. н.) эры развития Марса. Настоящие мощные ситоны (марсианские коры выветривания) могли бы формироваться в результате длительного выветривания только на стабильных поверхностях в гумидные эры. Затем они или были погребены более поздними осадками, или эродированы. Такие объекты на Марсе еще не обнаружены.

Ключевые слова: экстремальные условия среды, внеземные почвоподобные тела, реголит, экзон

DOI: 10.7868/S0032180X17020125

ВВЕДЕНИЕ

Во многих естественных науках важной составляющей исследований является изучение наиболее простых систем. Их познание, как правило, вносит существенный вклад в понимание, как устроены более сложные системы, с которыми в большинстве случаев имеет дело человек на планете Земля. В биологии, в частности в биологии почв, такими системами являются сообщества организмов, живущих в экстремальных условиях среды [20]. Исследование почв, формирующихся в экстремальных (то есть в крайних, неблагополучных для почвообразования) условиях, в настоящее время совершенно не интегрировано в единое научное направление. Между тем в почвоведении существует определенный теоретический задел по изучению такого рода объектов [1, 7, 8]. Однако тогда, в XX в. технологическая база науки не позволяла проводить необходимые эмпирические исследования для развития идей в этом направлении в связи с неразвитой инструментальной базой. Сегодня ситуация коренным образом изменилась. Стали возможны исследования не только “микропочв” Антарктиды [28], но и дистанционное изучение грунтов Марса и других планет – объектов в ультраэкстремальных условиях по сравнению даже с почвами самых суровых условий на Земле. Между тем изучение субстратов Марса позволит взглянуть на земные почвы под другим углом зрения, “перекинуть мост” к познанию почв Земли далекого добиотического прошлого.

В мировой литературе существуют уже сотни работ, включая отдельные монографии, по составу и структуре поверхностных образований на Марсе [10–16, 18, 19, 23, 25, 38, 40–43, 46–48]. При этом в большинстве статей реголит Марса, то есть поверхностные рыхлые образования, лежащие на коренных породах, описывается термином “soil”. Этот термин применяется для обозначения “...любого рыхлого материала, который отличается от твердой породы; присутствие или отсутствие мертвого органического вещества или биоты не оговаривается” (цит. по [40]). Термином “martian soil”, в прямом переводе “марсианская почва”, обозначается очень широкий круг объектов, прежде всего, эоловых отложений, связанных с высокой интенсивностью ветрового переноса в последнюю амазонийскую аридную эру (с 3.0/2.5 млрд л. н. по настоящее время), а также древних флювиальных осадков [13].

Экзогенные условия на Марсе

Условия/факторы	Эры		
	ноахийская (нойская) 4. –3.7/3.5 млрд лет	гесперийская 3.7/3.5–3.0/2.5 млрд лет	амазонийская 3.0/2.5 млрд лет–по настоящее время
Метеоритная бомбардировка	Сильная	Средняя	Сильная
Атмосфера	Мощная, плотная, влажная	Становится более разреженной, теряет воду	Тонкая, разреженная, в настоящее время –диоксид углерода 95%, азот 2.7%, аргон 1.6%, кислород 0.13%, окись углерода 0.07%, водяной пар 0.03% и др.
Климат	Теплый и влажный	Холодный и сухой, в ранние периоды прерывается редкими более теплыми и влажными фазами	
Ветер	Нет данных	Мощный общепланетарный эоловый перенос, сильные ветра до 100–160 м/с	
Гидросфера	Жидкая (океан)	Жидкая (океан, реки, озера)	Жидкая вода исчезла около 1 млрд л. н.
Литосфера	Основные вулканические и ударно-метаморфизованные породы, осадочные отложения		
Вулканизм	Активный	Активный	Локальные извержения
Криосфера	Нет данных	Отдельные ледники и многолетняя мерзлота	Ледники и обширная многолетняя мерзлота
Эрозионные сети	Активное развитие сети флювиальных долин	Затухающее развитие сети долин	–

Около 1 млрд лет назад активные процессы в литосфере, гидросфере и атмосфере Марса прекратились. Экзогенные условия приблизились к наблюдаемым сегодня

С позиций “земных” наук: географии, экологии, почвоведения – такое прямое использование термина “soil”[1] нельзя признать корректным. Наличие настоящих (в земном смысле) почв на Марсе в ортодоксальном докучаевском смысле слова требует следующих необходимых условий: наличия жидкой воды и биоты как действующих факторов почвообразования, а также инситности рыхлого почвенного профиля, то есть формирования почвенных горизонтов *in situ*. Жидкая вода на Марсе присутствовала в больших количествах, преимущественно в ноахийскую (нойскую) эру 4.1–3.7/3.5 млрд лет назад и частично в гесперийскую эру 3.7/3.5–3.0/2.5 млрд лет назад (таблица), о чем свидетельствуют сохранившиеся русла мощных потоков на поверхности Марса. В последующие периоды следов активной деятельности жидкой воды на поверхности Марса пока не выявлено. Второе условие (биота) на Марсе отсутствует. Несмотря на огромные усилия, никакая из форм жизни или хотя бы отчетливые следы ее былого существования до сих пор не обнаружены.

[1] В английском языке слово “soil”, помимо значения “почва”, обозначает грязь, мелкодисперсный рыхлый материал, аналогично слову “земля” в русском языке (“у тебя руки все в земле”). По-видимому, авторы и используют слово “soil” в обыденно-эмпирическом, а не в научном значении, что недопустимо для ученого.

Инситное формирование вертикального профиля в реголите Марса – вопрос открытый и требующий эмпирического исследования и теоретического осмысления. Если говорить о Земле, то из всех поверхностных образований только почвы и коры выветривания имеют вертикально-анизотропный профиль, состоящий из горизонтов, выработанных из материнской породы *in situ* под действием экзогенных факторов среды. Это является главным отличием таких инситных образований от всех остальных земных рыхлых покровов, которые являются *отложениями*, то есть горизонтально перемещенными осадочными материалами [9]. Неоправданно широкое использование в “марсианской” литературе термина *soil – почва* запутало представления о реголитах планет земной группы и не позволило четко разделять рыхлые образования, сформированные *in situ* и латерально перемещенные образования, то есть осадки и осадочные породы. В связи с этим, нам показалось удобным применить для всех рыхлых образований планет земной группы общие понятия и терминологию, не связанную напрямую с “земными”, но охватывающие и земные, и внеземные образования.

В 1983 г. одним из авторов настоящей статьи [8] была предложена концепция общепланетарных оболочек и тел (экзонов, ситонов, трансонов), приложимая к литосферным планетам зем-

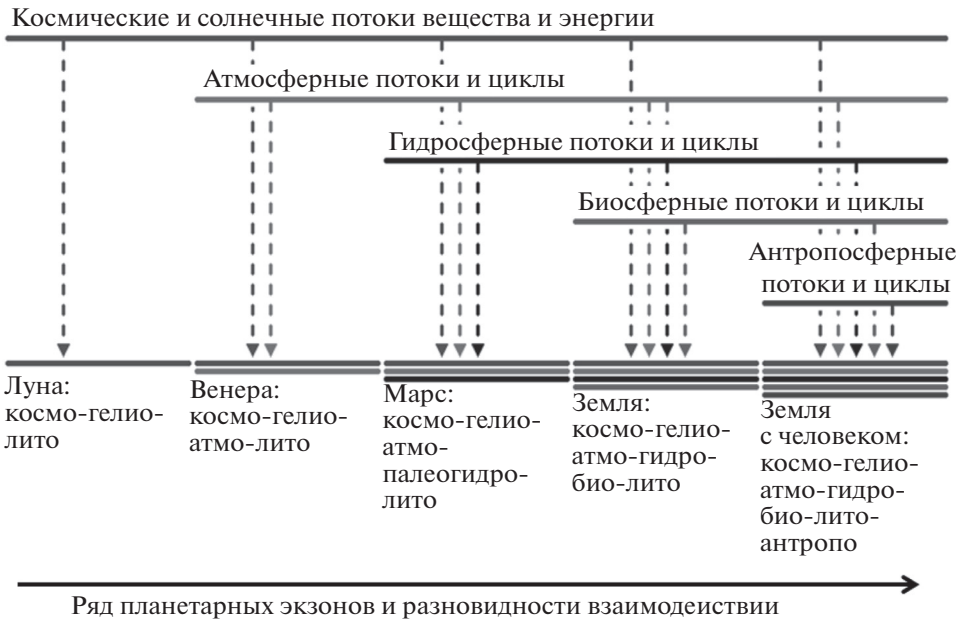

Рис. 1. Экзогенез на планетах земной группы. Взаимодействие планетных литосфер с внешней средой формирует экзогенные тела и покровы на их поверхности – экзоны.

ной группы (Меркурий, Венера, Земля, Луна, Марс). В то время она казалась отвлеченной и чересчур теоретической. Однако с развертыванием эмпирических работ по реголитам Луны и Марса данная концепция стала актуальной для решения вопроса: есть ли экзогенные вертикально стратифицированные *in situ*, то есть почвоподобные тела (ситоны) на этих внеземных объектах?

Цель работы – проанализировать данные по реголитам Марса для выявления таких тел и возможных процессов их дифференциации *in situ*, а также ответить на вопрос: в какой степени ортодоксальный почвенно-генетический подход и концепция общепланетарных оболочек (экзонов) применимы к анализу марсианских и других внеземных реголитов.

КОНЦЕПЦИЯ ЭКЗОНОВ

Все поверхностно-планетарные рыхлые образования, чехлы и покровы, сформированные воздействием экзогенных факторов на поверхность литосферы планет (то есть экзогенные рыхлые тела), можно выделять как планетарные экзоны [8]. Разнообразие экзогенных факторов, воздействующих на поверхность планет земной группы, велико: от космических и гелиогенных на Меркурии и Луне до атмо-гидро-биогенных на биосферной планете Земля (рис. 1). Наиболее простые экзоны, по-видимому, развиты на Луне. Они образованы макро- и микрометеоритной бомбардировкой, температурными колебаниями и воздействием солнечного излучения (солнечный ветер). На поверхности Венеры, кроме космической бомбардировки, вероятно, существенным фактором экзогенеза является тяжелая сернокислотная атмосфера [18].

На поверхности Марса диагностированы различные продукты экзогенеза (экзоны), образованные с участием жидкой воды: легкорастворимые соли и карбонаты, гидрооксиды железа, сферические стяжения и конкреции и даже некоторые филлосиликаты. Эти образования, скорее всего, сформированы в “гидросферную” ноахийскую эру существования Марса, много миллиардов лет назад и сохранились в погребенном и, возможно, местами в экспонированном на дневной поверхности виде. По существу, все эти продукты являются палеоэкзогенными.

В зависимости от генезиса планетарные экзоны могут быть подразделены на три основные группы: ситоны, трансоны, трансситоны (рис. 2).

Экзоситоны или просто ситоны – рыхлые образования в виде вертикальной последовательности горизонтов, сформированных *in situ* в верхнем слое литосферы или любого твердофазного субстрата за счет переработки исходной породы; это земные почвы, коры и корки выветривания, элювии и их внеземные аналоги.

Экзотрансоны или просто трансоны – рыхлые толщи, сформированные латеральным переносом и отложением твердофазного дисперсного материала; это земные осадки и осадочные породы и их внеземные аналоги, в том числе большинство лунных и марсианских так называемых “почв” и реголитов.

Экзотрансситоны или просто трансситоны – смешанные образования, сочетающие признаки

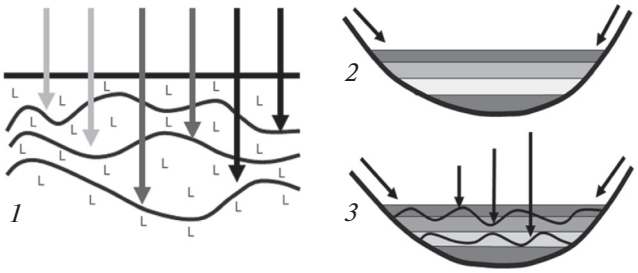

Рис. 2. Основные типы экзонов: *1* – ситон; *2* – трансон; *3* – трансситон.

ситонов и трансонов; это может быть результатом как: а) последовательного образования трансонов как осадочных отложений и затем, по окончании осадкообразования, преобразование осадка инситными процессами, то есть образование ситона в теле трансона; б) прерывистого или непрерывного отложения осадка и его одновременного преобразования инситными процессами, так как это происходит, например, при образовании лёссов в эоловых областях или вулканических почв в областях современного непрерывного вулканизма (на Камчатке).

В зависимости от наличия или отсутствия макро- и микробиоты можно выделять биотичные и абиотичные экзоны и соответственно биотичные и абиотичные ситоны, трансоны и трансситоны.

На Земле преобладают биотичные трансоны и трансситоны, биотичные ситоны развиты в основном на возвышенных, сложенных коренными породами, плато и кристаллических щитах. На Марсе, по-видимому, преобладают трансоны, наличие ситонов и трансситонов представляет собой открытый вопрос, который мы обсудим ниже.

С позиций ортодоксального понимания земных почв, их образование требует наличия воды, биоты и формирования *in situ*. С неортодоксальной точки зрения ограничение на обязательную биотичность почвы может быть снято, а в качестве основной и специфической черты почвы как природного тела можно признавать ее способность отражать *in situ* в своих свойствах особенности формирующих ее факторов и процессов (любых), то есть “инситность” природного тела. Еще в 1966 г. Тедроу и Уголини [45] предложили выделять в Антарктиде почвы без гумуса. С 1999 г. в Soil Taxonomy специально для антарктических объектов было расширено определение почвы, которое стало включать по сути любые стратифицированные рыхлые тела, отличающиеся от исходной породы в результате процессов привноса, потери и преобразования вещества и энергии. В 2008–2010 гг. опубликовано несколько статей [10, 17, 18], в которых авторы постулируют положение о том, что присутствие биоты, в том числе микроорганизмов не является обязательным для почв, но обязательным является их формирование *in situ*. Таким образом, намечается согласие в том, что на планетах земной группы могут существовать абиотичные образования, похожие на почвы по признаку инситности. При отсутствии биоты, но наличии инситности, вопрос отнесения формирующихся ситонов и трансситонов к почвам в земном смысле слова конечно дискуссионен, но они однозначно попадают в категорию почвоподобных тел [3]. Набор факторов, формирующих такие профильные тела, может быть сколь угодно экзотическим и наиболее экстремальным с земной точки зрения. Если эти факторы действуют сверху на поверхность планетарного реголита, то их действие затухает с глубиной, что должно приводить к образованию горизонтов и почвоподобного профиля.

Таким образом, классическая формула почвообразования на Земле как на биосферной планете $S = f(cl, o, r, p)t$ может быть преобразована в универсальную формулу любого планетарного экзогенеза, где экзон (E) является функцией взаимодействия любых биотических и/или абиотических экзогенных агентов (a) с материнской породой $E = f(a1, a2, a3 \ldots. cl, r, p)t$. Агенты $a1$, $a2$, ... могут быть самыми экзотическими факторами (солнечный ветер, микрометеоритная бомбардировка и др.) в сочетании с планетарным климатом (cl), рельефом (r), породой (p) [44]. Ситоны и трансситоны отражают и запоминают действие экзогенных факторов и процессов *in situ*, в “точке”, в каждом месте их взаимодействия. В таком смысле возможные ситоны и трансситоны Марса, как инситная память экзогенеза, могут являться абиотическими аналогами земных почв: биокосных ситонов и трансситонов Земли как биосферной планеты. Они отличаются от почв отсутствием биоты, но сходны наличием инситного профиля как памяти о процессах и факторах экзогенеза в каждой данной точке планетарной поверхности. Мы полагаем, что их можно относить к группе *внеземных инситных экзогенных почвоподобных тел*.

Предложенное ранее для таких объектов Цертини с соавт. [18] название Астросоли кажется не вполне удачным, так как латинское слово “astrum” означает – звезда, но совершенно понятно, что ни о каких почвах и даже рыхлых покровах на звездах не может быть и речи. Кроме того, термин “sol” обычно означает “почва”, но, как было сказано выше, настоящие почвы на Марсе в отсутствии биоты образовываться не могли. Более того, термин “astrosols” уже закреплен в астрофизике за космическими аэрозолями [36]. В нашем случае, на примере Марса, речь идет о рыхлых покровах на землеподобных планетах (terrestrial planets) с силикатной литосферой и об инситных почвоподобных внеземных (extraterrestrial) объектах. Поскольку в английском языке нет обще-

принятого термина для слова “почвоподобные” мы предлагаем для всех инситных почвоподобных систем ввести термин “soloid” (солоид) (от “solum” (лат.) – почва и “оидес” (др.-греч.) – подобный) для международного употребления. При внеземном расположении таких образований можно говорить о martian soloids, lunar soloids или более обще об extraterrestrial soloids. Термин “солоид” может применяться и к земным инситным почвоподобным телам, и тогда все ситоны и трансситоны Земли и планет земной группы – это различные планетарные солоиды.

Марсианские солоиды по обстановке своего формирования являются гораздо более экстремальными по сравнению с любыми земными аналогами. Это, прежде всего, касается таких факторов экзогенеза, как биота и климат. Как уже говорилось, биота на Марсе отсутствует (или пока еще не обнаружена). То есть внеземные солоиды могут рассматриваться как абиотично-экстремальные тела. Климат во время образования марсианских солоидов (ноахийская и частично гесперийская эры) менялся от теплого гумидного к холодному аридному, при этом атмосфера оставалась, по-видимому, преимущественно бес(или мало)-кислородной и существенно углекислотной. Экстремальными факторами являлись также активный вулканизм, огромный контраст температур (от –125°С ночью зимой до приблизительно +30°С днем летом, внутрисуточные перепады на экваторе от –50°С до +27°С) и сильнейшие ветра со скоростями практически не имеющими аналогов на Земле (до 100–160 м/с), хотя и в более разреженной атмосфере.

ОСНОВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ МАРСИАНСКОГО РЕГОЛИТА

Минеральные субстраты Марса, исследованные в разные годы посадочными аппаратами Viking 1, 2, Pathfinder, Spirit, Opportunity, Phoenix и Curiosity, можно разделить на три основные группы: сухой реголит, мерзлый реголит и скальные породы [2]. Скальные породы (обнажения и отдельные камни) представлены преимущественно мафическими по составу вулканическими и импактными (ударно-метаморфизованными) породами. Физические свойства данных плотных слабовыветрелых субстратов на современном уровне обеспеченности данными принимают близкими к свойствам земных базальтов. Осадочные породы представлены сульфатсодержащими песчаниками, алевролитами и аргиллитами (литифицированными слоистыми осадками) [2, 24].

С поверхности большая часть Марса покрыта дисперсным пылевато-песчаным реголитом красно-бурого цвета, базальтового состава, с включением крупных глыб и щебня базальта. Он залегает на скальных породах. Характерная мощность реголита варьирует от первых дециметров до нескольких метров.

Накопленные на настоящий момент знания указывают на относительно однородный состав рыхлых субстратов на поверхности Марса [22, 29, 38]. Продукты разрушения коренных пород *in situ*, по-видимому, очень сильно перераспределены ветром, криогенными процессами, а также под воздействием ударно метеоритного фактора. Марсианский реголит примерно на три четверти сложен продуктами физического выветривания пород основного состава и на одну четверть продуктами их химического разрушения и солями, осажденными из водной среды [2]. Его формирование произошло в результате физического и химического выветривания под воздействием ветра, контакта со льдом и водой, температурных колебаний, механического дробления метеоритами, окислительно-восстановительных процессов в контакте с атмосферой [2].

Интегральное содержание воды по массе во всех формах в минеральных субстратах на Марсе колеблется от менее чем 2% в сухом реголите до более чем 60% в мерзлом [26, 30, 32]. Нужно понимать, что в таких исследованиях учитывается сумма кристаллизационной, адсорбированной и свободной воды.

Существует множество геоморфологических и химических доказательств того, что жидкая вода присутствовала и активно “работала” на Марсе в прошлом. Дельтовые отложения, речные террасы, мощные последовательности осадочных отложений, богатые сульфатами, хлоридами, гидратированные вторичные минералы, филлосиликаты, отложения аморфного кремнезема – все это указывает на прошлое, и, возможно, периодическое водное химическое изменение поверхности планеты [12, 14, 18, 35, 40, 41, 43, 46]. Гематит, особенно в форме конкреций, также свидетельствует о присутствии в прошлом воды. Большая часть (гидр)оксидов Fe предположительно образовалась несколько миллиардов лет назад, когда Марс был теплым и влажным. Однако стоит помнить, что образование дисперсных форм оксидов железа не обязательно связано с водой. Теперь, когда Марс холодный и сухой, по-прежнему существуют потенциальные механизмы формирования безводных Fe-оксидов, например, при наличии кислородных радикалов, возникающих на поверхности минералов под воздействием фотонов ультрафиолетового излучения [49].

Сульфаты, хлориды и слоистые силикаты могут до настоящего времени содержать в своем составе химически связанную воду, которая вошла в структуру их кристаллической решетки в момент образования в водной среде. Филлосиликаты способны эффективно адсорбировать воду. В месте работы марсохода Curiosity выявлены

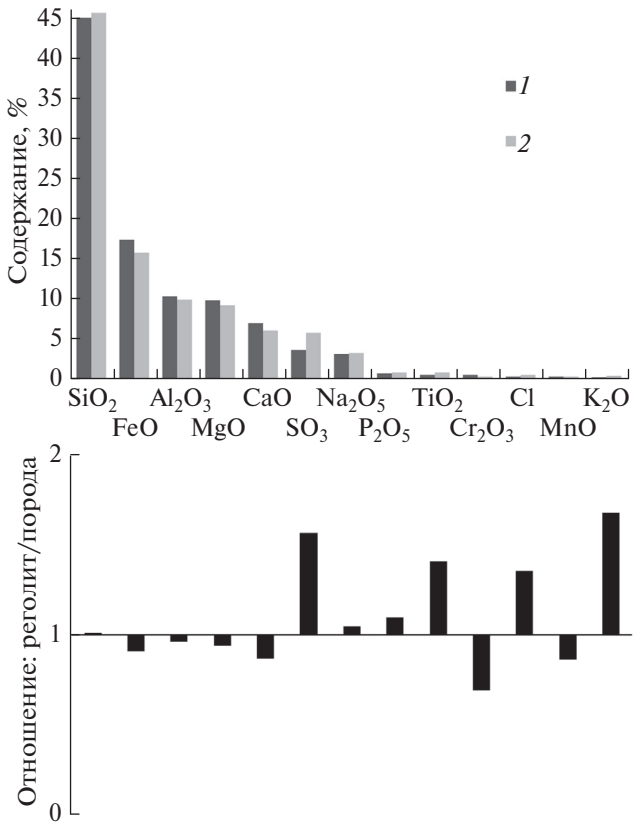

Рис. 3. Элементный состав реголита Марса в районе кратера Гусев по сравнению с составом скальных пород (по данным рентгеновской спектрометрии α-частиц – APXS) (первичные данные [22]): *1* – плотная порода; *2* – реголит.

аморфные гидратированные фазы на основании данных прибора ChemCam, анализирующего спектр излучения возбужденных электронов после воздействия лазером на минеральный субстрат [2, 29].

Обращает на себя внимание не сильно различающийся в химическом отношении состав реголита и скальных пород, что следует из данных анализа субстратов в кратере Гусев, выполненного α-протон рентгеновским спектрометром (рис. 3). Реголит в разной, но небольшой степени обогащен (в пересчете на оксиды) такими элементами, как кремний, натрий, калий, сера, фосфор, хлор, титан.

В кратере Гусев были идентифицированы следующие типы субстратов, обнаруженные марсоходами Spirit и Opportunity [16]:

Базальты и их обломки с преобладанием оливина, пироксенов и полевых шпатов. Поверхности базальтов часто покрыты пленками, обогащенными S, Br, Cl и Fe(III).

Рыхлые субстраты:

темный базальтовый мелкозем с размером частиц до 100–150 мкм. Среди минералов преобладают оливин и пироксены. Из общего содержания железа в образце 38% приходится на оливин, 38% – на пироксены, 15% – на наночастицы оксидов железа, 9% – на магнетит. Мелкозем является переотложенным продуктом физического и химического выветривания базальтов. Присутствуют S-, Cl-, Br-содержащие соли, которые распределены в толще реголита вертикально в соответствии с их растворимостью.

красные пылеватые наносы покрывают массивы базальтов, их обломки, а также темный базальтовый мелкозем. Они представляет собой смесь продуктов физического и химического выветривания базальтов и минералов железа. Размер частиц – микрометр и менее. В их составе преобладают нанофазные оксиды Fe(III), содержание которых коррелирует с содержанием S. Красная пыль переносится ветром на огромные расстояния, что подтверждается ее одинаковым составом в разных частях планеты.

сферулы, гранулы, нодули диаметром от 0.6 до 6 мм представлены в основном гематитом предположительно конкреционного генезиса, что указывает на наличие в прошлом воды. Конкреции местами россыпью покрывают базальты, темный базальтовый мелкозем; иногда скапливаются в депрессиях, образуя так называемые “черничные котлы”. Часто зацементированы в поверхностные насыщенные сульфатами слои плотных пород.

Во время последней миссии Curiosity в кратере Гейл найдены мелкозернистые осадочные породы, преимущественно аргиллиты и алевролиты (mudstones), которые содержат фракцию первичных минералов базальтового генезиса, сульфаты кальция, Fe-(гидр)оксиды, сульфиды Fe, аморфный материал и триоктаэдрические смектиты [46] (рис. 4). Характерные для базальтов минералы содержатся и в аргиллитах, и в близлежащих эоловых отложениях.

Таким образом, в составе марсианского реголита обнаруживаются явно экзогенные компоненты: оксиды железа, глинистые минералы, легкорастворимые соли (сульфаты, хлориды, бромиды). По отношению к ним закономерен вопрос: являются ли экзогенные компоненты марсианского реголита результатом современных процессов или наследием прошлых природных обстановок? Большинство исследователей считают, что марсианские реголиты содержат соединения, которые могут трактоваться как реликтовые признаки, унаследованные от прошлых обстановок. Оксиды железа, глинистые минералы и сульфаты (рис. 5), вероятно, являются продуктами химического выветривания марсианских базальтов в прошлые, богатые водой и кислородом, эры геологической истории Марса. Затем они или были погребены *in situ*, или транспортированы и сме-

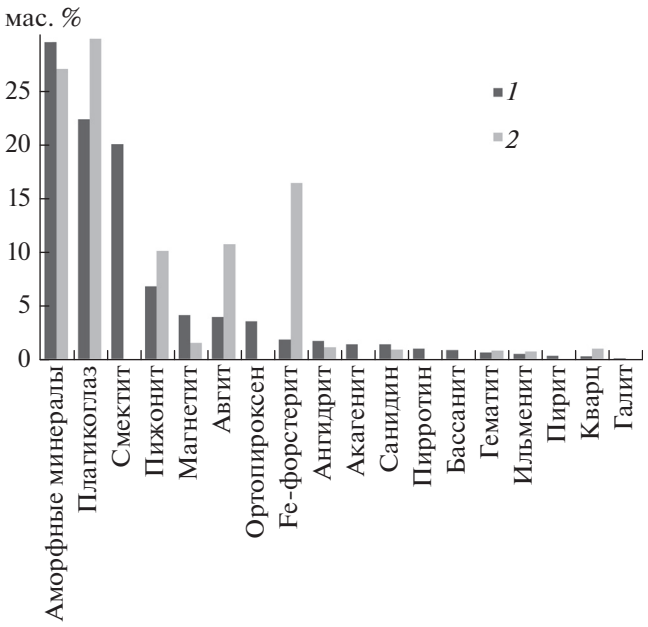

Рис. 4. Кристаллические и аморфные компоненты осадочных пород (преимущественно аргиллитов) в районе кратера Гейл (миссия Curiosity) и близлежащего эолового материала (по [46]): *1* – осадочные породы (аргиллит); *2* – эоловый материал.

шаны со свежими дериватами базальтов – продуктами современного физического выветривания в аридных обстановках [10, 12, 18, 23, 46].

Глинистые и другие минералы, образующиеся при взаимодействии горных пород с водными растворами, найдены во многих местах на Марсе. Предполагалось [12, 14, 21, 33, 34], что эти минералы образовались в самую раннюю марсианской ноахийскую эпоху, более 3.7 млрд л. н. Но новое исследование [43] показало, что формирование глин было возможно позже: в гесперийскую и ранние периоды амазонийской эпохи. В ряде случаев аутигенные глины найдены в относительно "молодых" кратерах, некоторые из которых, появились около 2 млрд л. н. Обнаружены следующие содержащие воду (в основном в конституционной форме) минералы: Fe–Mg смектиты, хлориты, Al-филлосиликаты, гидратированный аморфный кремнезем, цеолиты и сульфаты [14, 43]. В целом данные по содержащим воду минералам на различных стадиях выветривания пород Марса схожи с теми, что наблюдается при выветривании базальтов на Земле: Fe–Mg-содержащие глины (смектит и вермикулит), Al-содержащие глины (каолинит и смектит), гидроксиды и аллофановый материал.

Систематическое залегание Al-содержащих глин, обнаруженных в литифицированных породах в кратерах, стратиграфически выше Fe–Mg-содержащих глин и никогда в противоположной последовательности, является сильным аргументом в пользу химического выветривания в качестве основного механизма трансформации пород. Такая последовательность лучше всего объясняется нисходящей миграцией элементов в составе растворов. Направленное изменение минералогического состава и наличие таких минералов как каолинит не согласуется с трансформациями под воздействием восходящих процессов [15].

ВОЗМОЖНЫЕ ПОДХОДЫ (ПАЛЕО)ПОЧВОВЕДЕНИЯ К ИЗУЧЕНИЮ МАРСИАНСКОГО ГРУНТА

Изменения условий среды на раннем Марсе записаны в основном в литифицированных отложениях [24]. Это знакомая ситуация для исследователей Земли, в том числе палеопочвоведов, вы-

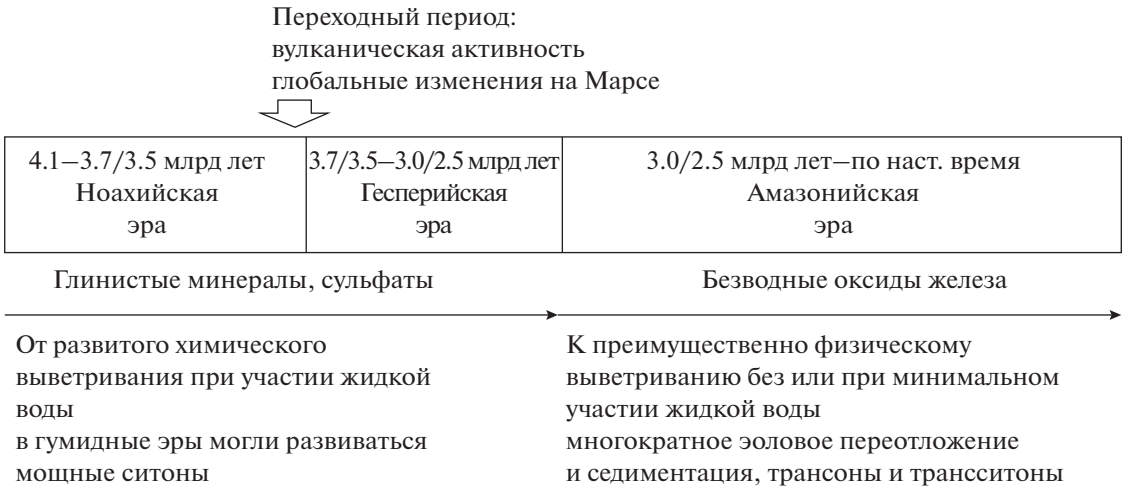

Рис. 5. Предполагаемая история выветривания на Марсе по [12] с изменениями с учетом новых данных [46].

нужденных судить о возможных почвах и почвоподобных телах архея по “профилям” изотопных и молекулярных соотношений в плотных, часто метаморфизованных породах, слагающих древние кратоны. Рассмотрение материалов по палеопочвам более поздних этапов истории Земли показывает, что подавляющее большинство их находок связано с комплексом флювиальных отложений (речных, озерных, дельтовых, эстуариев и др.), где представлена наиболее детальная запись о прошлых условиях среды. Палеопочвы часто приурочены к областям опускания – седиментационным бассейнам, где в толще осадочных пород формируются ярусы погребенных почв [5].

Марсоход Curiosity обнаружил в кратере Гейл литифицированные мелкозернистые осадочные породы, аргиллиты. Они, по-видимому, изначально сформировались на дне крупного древнего озера, соединенного с обширной водной системой по сети долин. Осадочные породы сохранили признаки, которые указывают на то, что среда в момент существования озера и периоды после него могла быть подходящей для поддержания прокариотной биосферы на Марсе, основанной на деятельности хемолитоавтотрофов [24]. Следует отметить, что в современных науках о Марсе несколько сместились акценты с непосредственного поиска следов жизни на планете в сторону поиска условий, где могли обитать живые организмы, так как их представляют на основе земного опыта. Это соотносится с понятиями “обитание” и “обитаемость” по Заварзину [4], где последнее означает условия, необходимые для жизни. Геологические и геохимические условия формирования, а также минералогический состав аргиллитов (Sheepbed mudstone, формация Yellowknife Bay в кратере Гейл) указывают на то, что среда в далеком прошлом Марса была гипотетически пригодной для жизни, то есть отвечала понятию обитаемости, для многих групп прокариотов [24]. В результате прямых измерений в самых верхних слоях аргиллитов в кратере Гейл на Марсе были найдены такие, по земным представлениям, потенциально биогенные элементы, как углерод, водород, кислород, сера, азот, фосфор [24, 27, 31]. Элементы были определены после пиролиза образцов аргиллита в составе газов H_2O, CO_2, SO_2, O_2, H_2, H_2S, HCl, NO и др. [31]. Предполагается, что основным источником углерода стали карбонаты, но окончательно исключить углерод органических соединений не удалось. Обнаружены хлорированные углеводороды: перхлораты и хлораты. Также следует отметить, что углерод мог быть первоначально не марсианского происхождения, а метеоритного.

Озерная среда, в которой аккумулировался исходный материал, ставший впоследствии аргиллитом, по-видимому, характеризовалась нейтральным pH, невысоким засолением и переменными окислительно-восстановительными состояниями соединений железа и серы [24]. Такие условия имели минимальную длительность в диапазоне от сотен до десятков тысяч лет, а, возможно, и существенно дольше. Исходя из понимания возраста аргиллитов, результаты указывают на возможное существование подходящих для обитания условий в речных и озерных ландшафтах в пост-ноахийской истории Марса, то есть существенно позже, чем предполагалось ранее [24]. Как отмечалось выше, именно такие ландшафты хорошо записывают палеопочвенную информацию, и в сочетании с потенциальной обитаемостью, должны являться приоритетным объектом для поиска ситонов, точнее палеоситонов. Такая попытка поиска была предпринята в работе Реталлака [37], в которой несколько чередующихся пылевато-глинистых прослоев в флювиально-озерных седиментах кратера Гейл были интерпретированы как последовательность палеопочв. Гипергенные процессы в глинистых отложениях были впоследствии прерваны и прекращены отложением других осадков, которые сейчас представляют собой песчаник базальтового состава. Трещины деформации пронизывают все пылевато-глинистые горизонты выделенных палеопочв формации Yellowknife Bay, структурные отдельности (Реталлак их относит даже к педам) имеют глыбистую форму, а на гранях отдельностей присутствуют сульфатные кутаны. Были выделены глинистый поверхностный гор. A, который сменяется горизонтом с преобладанием сульфатных нодулей, объединённых в четкие прослойки (гипсовый гор. By) и гор. C осадочного генезиса, представляющий собой песчаные прослои [37]. Помимо сульфатных нодулей по профилю также распределены конкреции, обогащенные такими элементами, как Fe, Ca, Cl, Br, Ni и Ge. Основной цемент всех конкреций предположительно представлен гидроксидами железа (акагенит) и сульфатами (бассанит или ангидрит) [46]. Молекулярные соотношения в выделенных палеопочвах (палеоситонах), указывают в целом на обеднение основаниями по сравнению предполагаемой почвообразующей породой, что характерно для выветривания с участием воды [37]. В отдельных подповерхностных горизонтах палеопочв отмечается относительное обогащение щелочноземельными элементами и сульфатами по сравнению с другими частями профиля. Реталлак [37] предполагает процесс гидролитического выветривания при низких температурах и давлении, в результате чего образовались глинистые минералы (сапонит) и сульфаты (бассанит или ангидрит), в основном за счет деградации минералов группы оливина (форстерита). Пироксены и плагиоклазы выветривались слабее.

Указанные выше особенности субстратов озерного генезиса указывают на то, что они проходили через стадии субаэрального выветривания. Такое возможно при изменении границ действующего озера или при чередовании периодов обводнения и обсыхания (включая гипераридную стадию), когда могли формироваться почвы. Схожие явления наблюдаем в экстремальных местообитаниях Земли, например, в Антарктиде, когда при отступлении озер на сапропелевых отложениях закладываются почвенные профили, которые являются одними из наиболее развитых из известных для оазисов Антарктиды.

Палеопочвенная [37] интерпретация вертикальной неоднородности в флювиально-озерных осадочных отложениях в кратере Гейл на Марсе является новаторской и входит в противоречие с данными ранее объяснениями [24, 39], которые рассматривали эти осадки как чередование флювиально-озерных фаций, впоследствии разбитых системой трещин в результате гидравлического давления или синерезиса, то есть постепенного самоуплотнения пространственной структуры осадка под действием сцепления между коллоидными частицами. Этот пример, наглядно демонстрирует насколько может измениться понимание истории формирования ландшафта, и что более важно, “угол обзора”, если применить подходы (палео)почвоведения к изучению неоднородности минеральных субстратов на Марсе. Мы не беремся сейчас судить, какая интерпретация является верной, но можно предположить, что решению этого вопроса помогут новые данные с марсохода Curiosity, которые поступают практически в ежедневном режиме.

Уже применялись и другие почвенные подходы к изучению реголита Марса. Группой американских ученых, среди которых были и “земные” почвоведы и “марсоведы”, была сделана попытка выявить “инситное” распределение солей в толще осадочных отложений с образованием вертикальной последовательности миграционных солевых горизонтов и показать таким образом возможность формирования почвоподобных образований (трансситонов), на поверхности Марса [10]. Продемонстрировано, что в толще реголита вертикальное распределение солей по глубине хорошо описывается теорией водной миграции различных по растворимости солей в рыхлой водопроницаемой толще. Возникновение такого вертикального распределения солей очень маловероятно просто в эоловой осадочной толще, образованной в современную амазонийскую безводную эру.

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

По аналогии с понятием об элементарных почвообразовательных процессах предлагаем ввести понятие об элементарных экзогенных процессах, среди которых можно выделить следующие группы:

Физическая дезинтеграция: а) ветровая; б) температурная под воздействием теплового расширения и сжатия минеральных компонентов пород; в) криогенная – лед во многих типах реголитов присутствует уже на глубине нескольких сантиметров. Эта группа процессов действовала и действует, по-видимому, на протяжении большей части геологической истории Марса.

Механическая сортировка и турбации: гравитационные, палеофлювиальные, эоловые, криогенные (рис. 6).

Химическое выветривание и новообразование минералов: окисление Fe силикатов породы и образование гематита и нанофазных оксидов Fe, частичное разрушение оливина, пироксенов; образование ярозита и магнетита под воздействием кислых сульфатных гидротермальных рассолов на базальты. Образование филлосиликатов: монтмориллонита, нонтронита, сапонита, хлорита, каолинита и др.; трансформация соединений P.

Вертикальная нисходящая миграция солей, содержащих серу, хлор, бром, в реголите.

Сегрегация соединений Fe (образование гематитовых конкреций) и других элементов.

Таким образом, в настоящее время в реголитах Марса уже обнаружены признаки нескольких элементарных экзогенных процессов весьма сходных с земными элементарными процессами выветривания и почвообразования. Однако большинство этих процессов (последние три группы из выделенных нами) “работали” в далеком прошлом геологической истории Марса, в гумидные эры, когда жидкая вода была активным фактором выветривания. После этого рыхлые продукты экзогенеза (выветривания), скорее всего, были многократно переотложены и древними флювиальными, и гораздо более молодыми, в основном, эоловыми процессами и были включены в толщу реголита.

ЭКЗОНЫ НА МАРСЕ

На основании уже полученных эмпирических данных можно отнести разные группы минеральных субстратов на Марсе к выделенным нами типам экзогенных образований (экзонов). На рис. 7, А мы попытались определить возможные позиции экзонов в марсианском ландшафте на примере одной из панорам, сделанных марсоходом Curiosity в кратере Гейл, и представить их типичный облик (рис. 7, Б–З).

Трансоны – литологически гетерогенные слоистые толщи, сформированные гравитационными, флювиальными и эоловыми процессами. Они многократно описаны в “марсианской” ли-

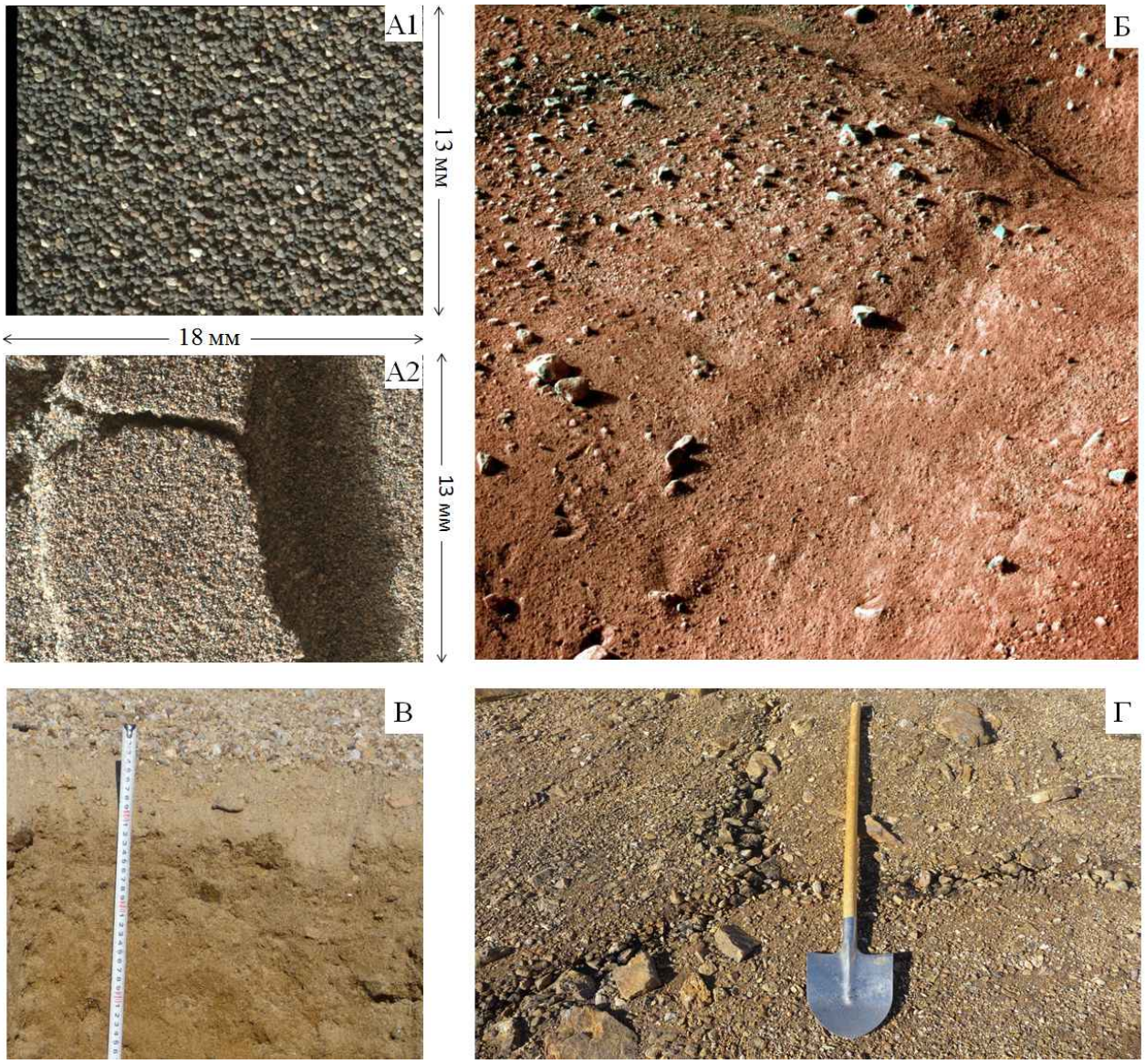

Рис. 6. Примеры эоловой и морозной сортировки в рыхлых минеральных субстратах на Марсе (по сравнению с Антарктидой): А – приведены два горизонта дюн в сопоставимом масштабе: верхний горизонт (А1) представляет собой дневную поверхность дюны и имеет размерность песчаных частиц >0.15 мм, но <1 мм (по результатам просеивания *in situ*); Нижний горизонт (А2) был вскрыт колесом марсохода Curiosity и представлен заметно более мелкими частицами пылеватой фракции (по снимкам NASA, декабрь 2015). Данная последовательность является примером ветровой сортировки материала, когда на дневной поверхности образуется подобие каменной мостовой, так как более мелкие частицы выдуваются ветром. В результате более грубый материал залегает на подушке более тонкого материала. Этот физический механизм, по-видимому, аналогичен образованию каменных мостовых в экстремальных условиях Земли; Б – морозная сортировка (образование криогенных полигонов) на поверхности марсианского реголита (снимок сделан в мае 2008 г. посадочным модулем Феникс, 68°N, источник – NASA/JPL-Caltech/University of Arizona); В – каменная мостовая, образовавшаяся путем ветровой сортировки (верхний слой – щебень, нижний – грубый песок) в верхней части ahumic soil (по Тедроу, Уголини) в оазисе Холмы Ларсеманн в Восточной Антарктиде; Г – полигоны, образовавшиеся путем морозной сортировки (оазис Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида).

тературе, в основном под названием “soil”, то есть почва, что является ошибочным.

Ситоны и/или трансситоны – верхние части относительно стабильных (неподвижных) субстратов, трансформированные на месте экзогенными факторами. Они нередко литифицированы и отражают условия палеообстановок; в частности, описаны Амундсоном с соавт. [10] и Реталлаком [37]. Предлагается считать их почвоподобными телами или солоидами.

Вертикальные солевые профили (SO_4^{2-}, Cl^-, Br^-) в темном базальтовом мелкоземе, то есть в

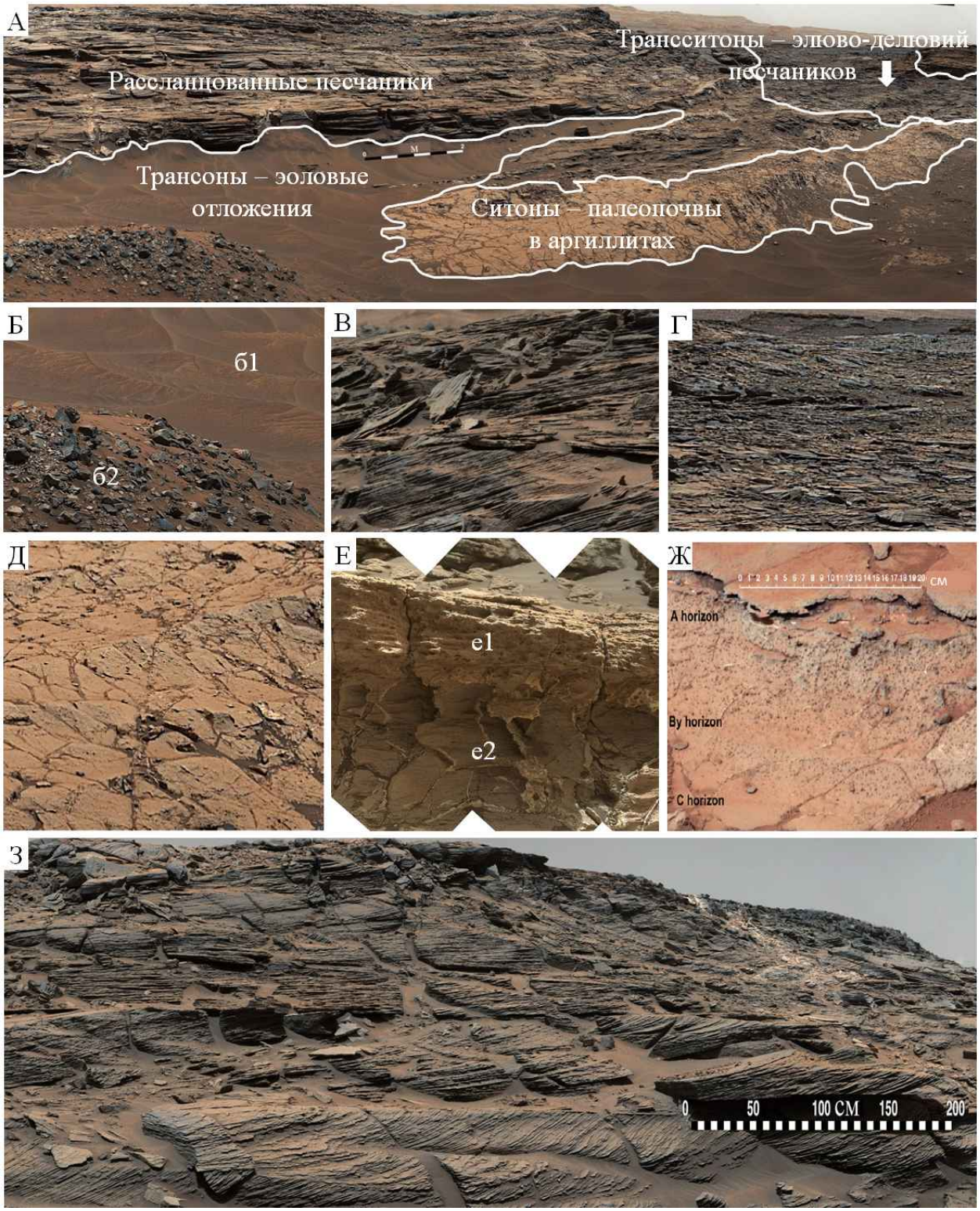

Рис. 7. Возможные варианты ситонов, трансонов и трансситонов в ландшафтах Марса (все фотографии получены с марсохода Curiosity в кратере Гейл, источник NASA/JPL-Caltech/MSSS): А – панорама контакта рассланцованных песчаников и нижележащих аргиллитов; Б – трансоны, сформированные эоловыми (б1) и склоновыми процессами (б2); В, Г – трансситоны – смешанный элювий и делювий рассланцованных песчаников; Д – трещиноватая дневная поверхность аргиллитов в плане; (предположительно - физическое выветривание *in situ*, палеовоздействия гидравлического давления или синерезиса); Е – инситные изменение в аргиллитах (е2), которые перекрыты сверху песчаником (е1), профиль в нижней части обнажения “Missoula”; Ж – профиль ситона в аргиллитах с конкрециями (палеопочва с горизонтами А–Ву–С по Реталлаку [37]); З – трансситоны – элюво-делювий в районе масштабного геологического напластования песчаника, пространство между обломками заполнено эоловым материалом.

реголите, дифференцированные по растворимости солей и термоградиентам замерзания рассолов, уже описаны, можно считать их почвоподобными телами – солевыми (палео)трансситонами.

Вертикальные профили в литифицированных мелкозернистых осадочных отложениях (аргиллитах) флювиально-озерного генезиса. Состоят из горизонтов, различающихся по содержанию соединений щелочноземельных элементов, сульфатов, глинистых минералов, конкреций. Интерпретируются как различные фации озерных отложений или как палеопочвы постозерных субаэральных стадий, с возможными гипераридными периодами. Уже описаны, можно считать их почвоподобными телами: в случае первой интерпретации – (палео)трансситонами, последней – (палео)ситонами.

Корки выветривания, обогащенные Fe, – многослойные корки, сформированные в поверхностных слоях базальтовых глыб, предположительно под действием кислых или щелочных растворов, уже описаны, можно считать их (палео)микроситонами.

Элюво-делювии базальтов, песчаников и осадочных пород описаны, как ни странно, слабо. Могут в отдельных случаях представлять собой почвоподобные тела, которые следует относить к ситонам и трансситонам. Преобладают процессы физической дезинтеграции и сортировки, в том числе современные.

Нам кажется вероятным образование мощных, до метра и более, макропрофилей выветривания базальтов под действием кислых и щелочных растворов в гумидные эры и периоды. Возможно, настоящие макроситоны на Марсе еще не описаны, они могут находиться в погребенном состоянии.

БЛИЖАЙШИЕ ЗЕМНЫЕ АНАЛОГИ

Традиционно в качестве земных аналогов почвоподобных тел (солоидов) Луны и Марса рассматриваются подобные тела экстремальных местообитаний, прежде всего, Антарктиды, хотя абсолютно абиотических субстратов не удается найти даже на самых близких к южному полюсу сухих и холодных местообитаниях – скалах, возвышающихся над ледником (нунатаках). Наибольшее сходство с марсианскими трансситонами представляют вертикально стратифицированные почвоподобные тела на рыхлых субстратах без признаков макробиоты (“ahumic soils” по Тедроу, Уголини), в которых вертикальная неоднородность создается преимущественно абиотическими процессами, включая физическое выветривание, миграцию солей и оксидогенез Fe. Особую категорию микростратифицированных объектов составляют загары и эпи/эндолитные ситоны на и под поверхностью скальных пород в Антарктиде [6]. Другими возможными аналогами марсианских почвоподобных тел могут служить вертикальные солевые профили почв жарких ультрааридных областей пустыни Атакамы [10].

ВЫВОДЫ

1. Данные по гранулометрическому, химическому и минералогическому составам грунтов Марса показывают, что концепция экзогенных оболочек применима к этим объектам в экстремальных условиях внеземной среды. Экзогенные тела и покровы планет земной группы можно называть экзонами и описывать расширенной формулой: $E = f(a1, a2, a3...)t$, где a – символ любого экзогенного агента (фактора).

2. Все планетарные экзоны могут быть разделены на ситоны, сформированные трансформацией материнской породы *in situ*, трансоны, возникшие при латеральном передвижении и осаждении веществ, и трансситоны, образовавшиеся в результате сочетания инситных и латеральных процессов.

3. Внеземные ситоны и трансситоны могут осознаваться как почвоподобные абиотичные природные тела – солоиды – близкие к земным почвам по способу их образования и дифференциации *in situ* на горизонты.

4. Почвоподобные тела (солоиды) Марса являются абиотично-экстремальными образованиями и обладают профильной дифференциацией по оксидам Fe, легкорастворимым солям и глинистым минералам, сформированной преимущественно при наличии жидкой воды в палеогумидные (ноахийская >3.7/3.5 млрд лет назад и гесперийская – 3.7/3.5 – 3.0/2.5 млрд лет назад) эры развития Марса.

5. Настоящие мощные ситоны (марсианские коры выветривания) могли бы формироваться в результате длительного выветривания только на стабильных поверхностях в гумидные эры. Затем они или были погребены более поздними осадками, или эродированы, или сохранились на дневной поверхности в консолидированном состоянии. Судя по литературе, такие ситоны на Марсе еще не обнаружены.

6. Поиск и изучение инситных экзогенных почвоподобных тел и покровов, обладающих “точечной” памятью, позволит существенно детализировать представления о географии экзогенных обстановок и процессов. Эта научная задача не решается при исследовании только осадочных отложений – трансонов, которые обладают “площадной” памятью экзогенеза. Такая задача может быть поставлена почвоведами в программах исследований “твердых” планет и астероидов, не повторяя изучение марсианских седиментов, но в результате ее решения может быть получена до-

полнительная характеристика разнообразия экзогенных обстановок на планете.

Благодарность. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 14-27-00133 “География почв экстремальных условий среды в прошлом и настоящем: теория, методология и эмпирическое обеспечение”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Глазовская М.А.* Влияние микроорганизмов на процессы выветривания первичых минералов // Изв. АН Казах. ССР. Сер. почвоведение. 1950. Вып. 6. С. 79–100.
2. *Демидов Н.Э., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О.* Грунт Марса: разновидности, структура, состав, физические свойства, буримость и опасности для посадочных аппаратов // Астрономический вестник. 2015. Т. 49. № 4. С. 243–261.
3. *Дмитриев Е.А.* Почва и почвоподобные тела // Почвоведение. 1996. № 3. С. 310–319.
4. *Заварзин Г.А.* Становление биосферы // Вестник РАН. 2001. Т. 71. № 11. С. 988–1001.
5. *Макеев А.О.* Экологическая роль палеопочв в геологической истории Земли // Почвы в биосфере и жизни человека. М., 2012. С. 183–283.
6. *Мергелов Н.С., Горячкин С.В., Шоркунов И.Г., Зазовская Э.П., Черкинский А.Е.* Эндолитное почвообразование и скальный “загар” на массивно-кристаллических породах в Восточной Антарктике // Почвоведение. 2012. № 10. С. 1027–1044.
7. *Полынов Б.Б.* Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах // Почвоведение. 1945. № 7. С. 327–339.
8. *Таргульян В.О.* Экзогенез и педогенез: расширение теоретической базы почвоведения // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1983. № 3. С. 33–43.
9. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966. 237 с.
10. *Amundson R., Ewing S., Dietrich W., Sutter B., Owen J., Chadwick O., McKay C.* On the *in situ* aqueous alteration of soils on Mars // Geochimica et Cosmochim. Acta, 2008. V. 72(15). P. 3845–3864.
11. *Bell J.F., McSween H.Y., Crisp J.A., Morris R.V., Murchie S.L., Bridges N.T., Johnson J.R., Britt D.T., Golombek M.P., Moore H.J., Ghosh A., Bishop J.L., Anderson R.C., Brückner J., Economou T., Greenwood J.P., Gunnlaugsson H.P., Hargraves R.M., Hviid S., Knudsen J.M., Madsen M.B., Reid R., Rieder R., Soderblom L.* Mineralogic and compositional properties of Martian soil and dust: Results from Mars Pathfinder // J. Geophys. Res.: Planets. 2000. V. 105(E1). P. 1721–1755.
12. *Bibring J.-P., Langevin Y., Mustard J.F., Poulet F., Arvidson R., Gendrin A., Gondet B., Mangold N., Pinet P., Forget F., the OMEGA team* Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data // Science. 2006. V. 312(5772). P. 400–404.
13. *Carr M.H.* The surface of Mars. Cambridge University Press, 2007. 322 p.
14. *Carter J., F. Poulet J.-P. Bibring N. Mangold and S. Murchie* Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers: Updated global view // J. Geophys. Res.: Planets. 2013. V. 118. P. 831–858.
15. *Carter J., Loizeau D., Mangold N., Poulet F., Bibring J.P.* Widespread surface weathering on early Mars: A case for a warmer and wetter climate // Icarus. 2015. V. 248. P. 373–382.
16. *Catling D. C.* Mars: Twin studies on Mars // Nature. 2005. V. 436(7047). P. 42–43.
17. *Certini G., Scalenghe R.* Do soils exist outside Earth? // Planetary and Space Science. 2010. V. 58(14). P. 1767–1770.
18. *Certini G., Scalenghe R., Amundson R.* A view of extraterrestrial soils // European J. Soil Sci. 2009. V. 60(6). P. 1078–1092.
19. *Christensen P.R., Bandfield J.L., Rogers A.D., Glotch T.D., Hamilton V.E., Ruff S.W.,Wyatt M.B.* Global mineralogy mapped from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer // The Martian Surface-Composition, Mineralogy, and Physical Properties. 2008. V. 1. P. 195.
20. *Dion P., Nautiyal C. (eds.).* Microbiology of Extreme Soils. Springer, 2008.
21. *Ehlmann B. L. et al.* Identification of hydrated silicate minerals on Mars using MRO-CRISM: Geologic context near Nili Fossae and implications for aqueous alteration // J. Geophys. Res. 2009. V. 114.
22. *Gellert R., Rieder R., Anderson R.C., Brukner J. and Clark B.C., et al.* Chemistry of rocks and soils in Gusev crater from the alpha particle X-ray spectrometer // Science. 2004. V. 305. P. 829–832.
23. *Goetz W., Bertelsen P., Binau C.S., Gunnlaugsson H.P., Hviid S.F., Kinch K.M., Madsen D.E., Madsen M.B., Olsen M., Gellert R., Klingelhöfer G., Ming D.W., Morris R.V., Rieder R., Rodionov D.S., de Souza P.A., Schröder C., Squyres S.W., Wdowiak T., Yen A.* Indication of drier periods on Mars from the chemistry and mineralogy of atmospheric dust // Nature. 2005. V. 436(7047). P. 62–65.
24. *Grotzinger J.P., Sumner D.Y., Kah L.C., Stack K., Gupta S., Edgar L., Rubin D., Lewis K., Schieber J., Mangold N., Milliken R., Conrad P.G., DesMarais D., Farmer J., Siebach K., Calef III F., Hurowitz J., McLennan S. M., Ming D., Vaniman D., Crisp J., Vasavada A., Edgett K.S., Malin M., Blake D., Gellert R., Mahaffy P., Wiens R.C., Maurice S., Grant J. A., Wilson S., Anderson R.C., Beegle L., Arvidson R., Hallet B., Sletten R.S., Rice M., Bell III J., Griffes J., Ehlmann B., Anderson R.B., Bristow T.F., Dietrich W.E., Dromart G., Eigenbrode J., Fraeman A., Hardgrove C., Herkenhoff K., Jandura L., Kocurek G., Lee S., Leshin L.A., Leveille R., Limonadi D., Maki J., McCloskey S., Meyer M., Minitti M., Newsom H., Oehler D., Okon A., Palucis M., Parker T., Rowland S., Schmidt M., Squyres S., Steele A., Stolper E., Summons R., Treiman A., Williams R., Yingst A.* A habitable fluvio-lacustrine environment at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars // Science. 2014. V. 343. P. 1242777-1–1242777-2.
25. *Haskin L.A., Wang A., Jolliff B.L., McSween H.Y., Clark B.C., Des Marais D.J., McLennan S.M., Tosca N.J., Hurowitz J.A., Farmer J.D., Yen A., Squyres S.W., Arvidson R.E., Klingelhöfer G., Schröder C., de Souza P.A., Ming D.W., Gellert R., Zipfel J., Brückner J., Bell J.F., Herkenhoff K., Christensen P.R., Ruff S., Blaney D.,*

*Gorevan S., Cabrol N.A., Crumpler L., Grant J. & Soderblom L.*Water alteration of rocks and soils on Mars at the Spirit rover site in Gusev crater // Nature. 2005. V. 436. P. 66–69.

26. *Horneck G.* The microbial case for Mars and its implications for human expeditions to Mars // Acta Astronautica, 2008. V. 63. P. 1015–1024.
27. *McLennan M., Anderson R.B., Bell III J.F., Bridges J.C., Calef III F., Campbell J.L., Clark B.C., Clegg S., Conrad P., Cousin A., Des Marais D.J., Dromart G., Dyar M.D., Edgar L.A., Ehlmann B.L., Fabre C., Forni O., Gasnault O., Gellert R., Gordon S., Grant J.A., Grotzinger J.P., Gupta S., Herkenhoff K.E., Hurowitz J.A., King P.L., Le Mouélic S., Leshin L.A., Léveillé R., Lewis K.W., Mangold N., S. Maurice, Ming D.W., Morris R.V., M. Nachon, Newsom H.E., Ollila A.M., Perrett G.M., Rice M.S., Schmidt M.E., Schwenzer S.P., Stack K., Stolper E.M., Sumner D.Y., Treiman A.H., VanBommel S., Vaniman D.T., Vasavada A., Wiens R.C., Yingst R.A., MSL Science Team* Elemental geochemistry of sedimentary rocks at Yellowknife Bay, Gale crater, Mars // Science. 2014. V. 343. P. 1244734.
28. *Mergelov N.S., Shorkunov I.G., Targulian V.O., Dolgikh A.V., Abrosimov K.N., Zazovskaya E.P., Goryachkin S.V.* Soil-like Patterns Inside the Rocks: Structure, Genesis, and Research Techniques // Biogenic—Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems. Springer International Publishing, 2016. P. 205–222.
29. *Meslin P.Y., Gasnault O., Forni O., Schroder S., Cousin A., Berger G., Clegg S.M., Lasue J., Maurice S., Sautter V., Le Mouélic S., Wiens R.C., Fabre C., Goetz W., Bish D., Mangold N., Ehlmann B., Lanza N., Harri A.-M., Ander- son R., Rampe E., McConnochie T.H., Pinet P., Blaney D., Léveillé R., Archer D., Barraclough B., Bender S., Blake D., Blank J.G., Bridges N., Clark B.C., DeFlores L., Delapp D., Dromart G., Dyar M.D., Fisk M., Gondet B., Grotzinger J., Herkenhoff K., Johnson J., Lacour J.-L., Langevin Y.,. Leshin L., Lewin E., Madsen M.B., Melikechi N., Mezza- cappa A., Mischna M.A., Moores J.E., Newsom H., Olli- la A., Perez R., Renno N., Sirven J.-B., Tokar R., de la Torre M., d'Uston L., Vaniman D., Yingst A.* Soil diversity and hydration as observed by ChemCam at Gale Crater, Mars // Science. 2013. V. 341(6153). P. 1238670-1–1238670-10.
30. *Milliken R.E., Mustard J.F., Poulet F., Jouglet D., Bibring J.-P., Gondet B., Langevin Y.* Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 2. H2O content of the surface // J. Geophys. Res.: Planets. 2007. V. 112. E08S07.
31. *Ming D.W., Archer P.D., Glavin D.P., Eigenbrode J. L., Franz H.B., Sutter B., Mahaffy P.R.* Volatile and organic compositions of sedimentary rocks in Yellowknife Bay, Gale crater, Mars // Science. 2014. V. 343. P. 1245267.
32. *Mitrofanov I., Anfimov D., Kozyrev A., Litvak M., Sanin A., Tret'yakov, V. et al.* Maps of subsurface hydrogen from the high energy neutron detector, Mars Odyssey // Science. 2002. 297. P. 78–81.
33. *Murchie S.L., Seelos F.P., Hash C.D., Humm D.C., Malaret E., McGovern J. A., Barnouin-Jha O.S.* Compact reconnaissance imaging spectrometer for Mars investigation and data set from the Mars reconnaissance orbiter's primary science phase // J. Geophys. Res. 2009. V. 114 (E2).
34. *Mustard J.F., et al.* Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars reconnaissance orbiter CRISM instrument // Nature. 2008. V. 454(7202). P. 305–309.
35. *Osterloo M.M., Hamilton V.E., Bandfield J.L., Glotch T.D., Baldridge A.M., Christensen P.R., Tornabene L.L., Anterson F.S.* Chloride-bearing materials in the southern highlands of Mars // Science. 2008. V. 319(5870). P. 1651–1654.
36. *Petrianov-Sokolov I.V., Sutugin A.G.* Astrosols-A new object of physical and astronomical studies // Priroda. 1984. V. 1. P. 11–18.
37. *Retallack G.J.* Paleosols and paleoenvironments of early Mars // Geology. 2014. V. 42(9). P. 755–758.
38. *Rieder R., Gellert R., Anderson R.C., Bruckner J., Clark B.C., Dreibus G., Economou T., Klingelhofer G., Lugmair G.W., Ming D.W., Squyres S.W., d'Uston C., Wanke H., Yen A., Zipfel J.* Chemistry of rocks and soils at Meridiani Planum from the Alpha Particle X-ray Spectrometer // Science. 2004. V. 306(5702). P. 1746–1749.
39. *Schieber J., Gupta S., Grotzinger J.P., Suarez R.R., and the MSL Science Team.* Hydraulic fracturing of Martian mudstones: Geological Society of America Abstracts with Programs, 2013. V. 45(7). P. 39.
40. *Soderblom L.A. et al.* Soils of Eagle Crater and Meridiani Planum at the Opportunity Rover Landing Site // Science. 2004. V. 306. P. 1723–1726.
41. *Squyres S.W., Arvidson R.E., Ruff S., Gellert R., Morris R.V., Ming D.W. et al.* Detection of silica-rich deposits on Mars // Science. 2008. V. 320. P. 1063–1067.
42. *Sullivan R., Banfield D., Bell J.F., Calvin W., Fike D., Golombek M., Malin M.* Aeolian processes at the Mars exploration rover Meridiani Planum landing site // Nature. 2005. V. 436(7047). P. 58–61.
43. *Sun V.Z., Milliken R.E.* Ancient and recent clay formation on Mars as revealed from a global survey of hydrous minerals in crater central peaks // J. Geophys. Res.: Planets, 2015. V. 120(12). P. 2293–2332.
44. *Targulian V., Mergelov N., Gilichinsky D., Sedov S., Demidov N., Goryachkin S., Ivanov A.* Dokuchaev's soil paradigm and extraterrestrial "soils // Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science. Soil Solutions for a Changing World. Published on DVD. Brisbane, Australia: IUSS, 2010. P. 1–4.
45. *Tedrow J.C.F., Ugolini F.C.* Antarctic soils. Antarctic soils and soil forming processes. 1966. P. 161–177.
46. *Vaniman D.T., Bish D.L., Ming D.W., Bristow T.F., Morris R.V., Blake D.F., Rice M.* Mineralogy of a mudstone at Yellowknife Bay, Gale crater, Mars // Science. 2014. V. 343(6169). P. 1243480.
47. Water on Mars and life / Ed. Tokano T. Springer Science & Business Media, 2005. 331 p.
48. *Yen A.S., Gellert R., Schröder C., Morris R.V., Bell J.F., Knudson A.T., Blaney D.* An integrated view of the chemistry and mineralogy of Martian soils // Nature. 2005. V. 436(7047). P. 49–54.
49. *Yen A.S., Kim S.S., Hecht M.H., Frant M.S., Murray B.* Evidence that the reactivity of the Martian soil is due to superoxide ions // Science. 2000. V. 289. P. 1909–1912.